柴达木盆地典型流域地表水-地下水转化关系及水化学特征

杨海娇[1]， 魏加华[1,2]， 任倩慧[1]

（1. 青海大学三江源生态与高原农牧业国家重点实验室/水利部江河源区水生态治理与保护重点实验室/水利电力学院/黄河上游生态保护与高质量发展实验室，青海 西宁 810016；2. 清华大学水沙科学与水利水电工程国家重点实验室，北京 100084）

摘 要：柴达木盆地是典型的干旱内陆区，认识其地表水-地下水转化关系、水化学特征及沿程变化规律，对区域水资源开发利用和生态保护有重要意义。在现场调查和水文地质条件分析的基础上，采用水化学、统计分析等方法，研究了典型流域地表水-地下水转化关系、水化学特征及差异性。结果表明：(1) 根据地质构造、地层和地形对水力联系的控制作用，将地表水-地下水转化关系分为基岩阻隔+岩性控制型、岩性控制型和岩性控制+水文气象影响型。(2) 从山区到尾闾，地表水和地下水水化学类型从Ca型转变为Na型或Mg型、从重碳酸根型转变为氯离子型；沿程水化学影响机制从水-岩作用为主逐渐过渡到蒸发-沉淀作用占主导；受基岩阻隔和岩性控制的影响，山间河谷和冲洪积扇前缘地表水-地下水转化关系的转变使沿程水化学特征的变化规律发生局部逆转。(3) 因含水层岩性差异，盆地南部地表水、地下水中Na^+、Cl^-和SO_4^{2-}占主导，东部、北部Ca^{2+}和HCO_3^-占主导，且北部F^-浓度较其他流域高。

关键词：柴达木盆地；地表水-地下水转化；水化学特征

柴达木盆是典型的高原干旱内陆区，水资源相对匮乏，生活、生产和生态主要依赖地下水，生态环境极其脆弱[1]。受构造、岩性、地形控制和水文气象等条件影响，盆地内形成了以内陆河流域为单元的水资源和生态系统[2]。区内河流-地下水水力联系紧密，转化关系复杂，尾闾咸淡水交错，科学认识盆地内地表水-地下水转化关系、水化学特征、沿程变化规律及其差异性，对区域水资源管理、盐湖产业发展、生态保护等具有重要意义。

干旱内陆河流域因其独特的生态功能价值和典型的地表水-地下水转化关系，受到学者的高度关注。采用水文地球化学、同位素水文学、水动力学等方法[3-6]，从不同角度研究了典型河流-地下水转化关系，揭示了流域水循环、盐湖变化机理、盐湖物质来源等[7-10]。李文鹏等[11]对格尔木河等西北干旱流域的地下水流系统进行研究，将平原区地下水划分为四级地下水流系统，归纳和分析地下水变化模式和盐分迁移特征；Tan等[12]通过水化学和同位素方法，分析了柴达木盆地西部地下水补给来源；Zhao等[13]利用环境示踪研究了田格里河和诺木洪河流域地下水-地表水的相互作用；文广超等[14]利用水化学和稳定同位素定量评价了巴音河地表水-地下水的补给关系；Xiao等[15]根据地下水停留时间、水文地球化学特征及地质构造分布，提出了受隆起构造影响的地下水循环模式。上述研究，对认识柴达木盆地河水-地下水转化规律、地下水开发利用和盐湖水化学等有重要价值。

柴达木盆地水系呈四周出山河流向中心湖区汇聚的格局。河水主要来源于山区大气降水补给，其次为地下水基流，大部分河水出山后沿程蒸发和下渗补给地下水，在山前很快消失，仅少数规模较大的河流在尾闾形成湖泊[16]。地表水、地下水水化

收稿日期：2022-03-17； **修订日期：**2022-05-27
基金项目：青海省科技计划-重大科技专项(2021-SF-A6)；清华大学水沙科学与水利水电工程国家重点实验室开放基金项目(sklhse-2019-A-04)
作者简介：杨海娇(1989-)，女，博士研究生，讲师，主要从事水文学及水资源的研究工作. E-mail: yyeezzii@163.com
通讯作者：魏加华. E-mail: weijiahua@tsinghua.edu.cn

学类型一般为HCO_3·Cl-Ca·Na型或Cl·HCO_3-Na·Ca(Mg)型，湖水为Cl-Na·Mg型及Cl-Na型[17]。现有研究多集中在格尔木、诺木洪等地区，对盆地不同流域地表水-地下水转化关系、水化学特征及沿程变化、差异性等对比研究较少。本文在现场调查、样品采集和水文地质条件分析的基础上，采用水化学、统计分析等方法，研究典型流域地表水-地下水转化关系及水化学特征，探讨地表水-地下水转化对水化学空间变化的影响，分析水化学差异性及原因。

1 研究区概况

柴达木盆地南靠昆仑山，北依祁连山，西临阿尔金山，东至日月山，面积约24×10⁴ km²（图1）。盆地边缘到中部有高山、戈壁、沙丘和丘陵、平原、沼泽、盐沼、湖泊等地貌类型，平均海拔约3000 m。北部山区出露片岩、片麻岩、板岩、灰岩及花岗岩[18]，南部山区主要为花岗岩、元古界和古生界基岩[19]，中部为新生代第四纪松散堆积物。

盆地四面环山、中部平原区低洼、地势西高东低，西南暖湿气流较难进入，气候干燥、寒冷，属典型高寒大陆型荒漠气候，年平均气温2 ℃左右，极端最低气温-30 ℃左右，极端最高气温可达30 ℃以上，常年日温差超过15 ℃，年均降水量123.9 mm，年均蒸发量2252.5 mm。降水及蒸发空间差异大，东南部降水100~300 mm，蒸发量900~1000 mm；西北部降水仅25 mm左右，蒸发量达1200~2500 mm[20]。

盆地内河流多，规模小、流程短，水量少且季节性变化大。盆地东南部河网较密，径流相对丰沛，西北部河流稀疏，中部大部为无径流区。径流量年内变化大，除地下水补给为主的河流较为稳定外，其余河流多呈季节变化。

2 方法与数据

2.1 研究方法

综合流域规模（面积、河长、年径流量等）、补给特征、下游用水类型等，采用层次聚类法[21]对河流进行聚类分析。根据河流之间的接近程度分类，采用欧氏距离度量其相异度[21]，合并距离最近的2类为1新类，类间距离采用类平均法，根据对各因素的分析选择合适的类间距离，最终将集水面积>200 km²的44条河流分为5大类，从各类中选择盆地不同方位的代表性河流（表1）开展对比研究。

鱼卡河发源于土尔根大坂山南坡和达肯大坂山北坡，在山间河谷地表水-地下水发生多次转化，

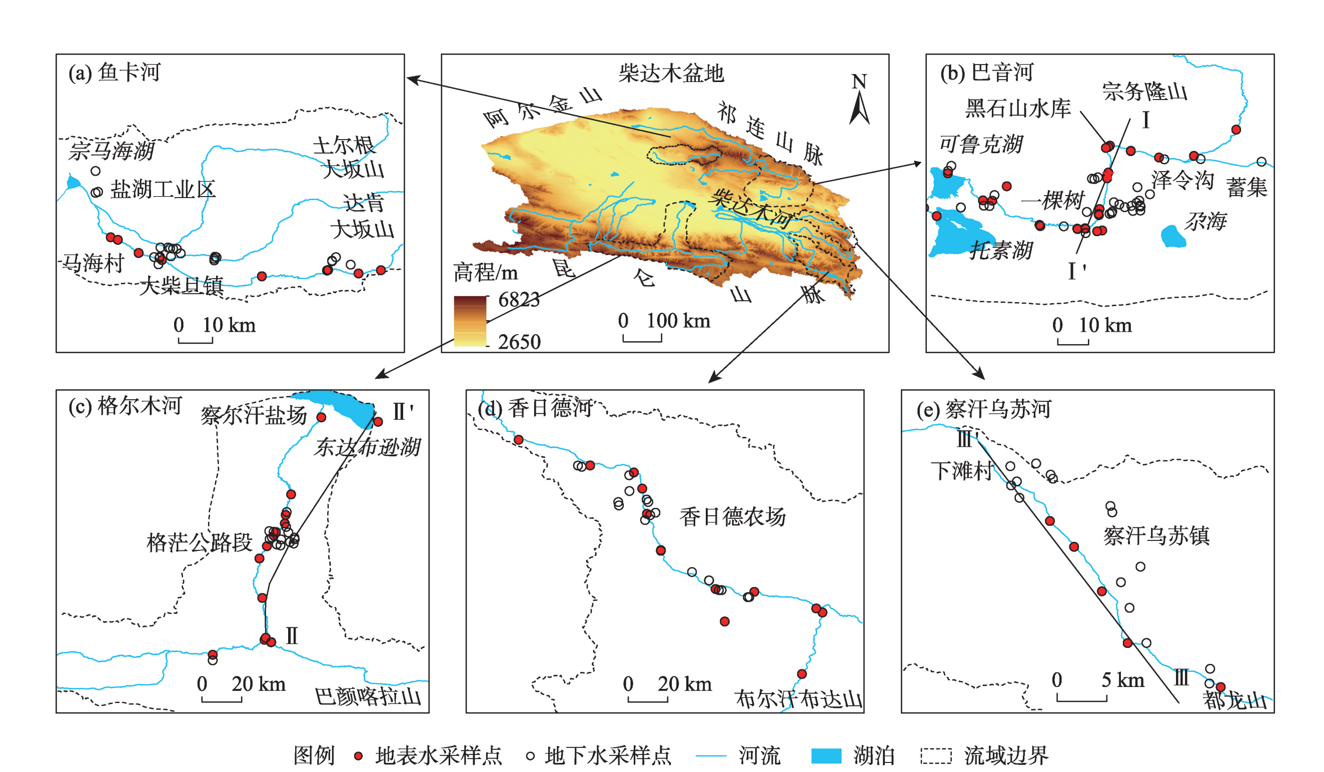


图1 柴达木盆地典型流域及采样点位置

Fig. 1 Typical watersheds and the location of sampling points in the Qaidam Basin

表1　柴达木盆地典型河流概况及样品数

Tab. 1　Overview of the typical rivers and number of samples in the Qaidam Basin

序号	河流	聚类	区位	集水面积/km²	年平均径流量/10⁸m³	补给类型	用水类型	样品数		
								河水	湖水	地下水
a	鱼卡河	Ⅰ	北	2139	0.991	降水-融水-地下水	灌溉、生产	9	-	26
b	巴音河	Ⅱ	东北	7281	3.524	降水-地下水	灌溉、生活	22	2	38
c	格尔木河	Ⅲ	南	18648	7.973	降水-融水-地下水	灌溉、生产	14	1	16
d	香日德河	Ⅳ	东南	12339	1.379	降水-地下水	灌溉	13	-	23
e	察汗乌苏河	Ⅴ	东	4434	1.703	融水-地下水	灌溉	5	-	16

河水在大柴旦镇附近大量入渗,而后在马海村溢出地表,最终汇入马海湖(图1a)。巴音河发源于宗务隆山北麓,出山后由东向西流,经蓄集盆地地表水渗入地下,流入泽令沟后地下水补给地表水,经黑石山水库后转向南流入德令哈市区,出山后地势平坦,冲洪积顶部渗透能力强,地表水大量入渗;在下游一棵树地下水再次出露转向西流,最终汇入可鲁克湖和托素湖[14](图1b)。格尔木河发源于巴颜喀拉山北坡,出山后入渗补给地下水,至格茫公路段以北地下水溢出地表,通过泉集河及蒸发蒸腾作用排泄,最终补给东达布逊湖(图1c)。香日德河发源于昆仑山布尔汗布达山,出山后流至香日德农场西北边缘潜流,水量大时注入柴达木河(图1d)。察汗乌苏河发源于都龙山,自东南流向西北,流经都兰县后潜流殆尽,洪水期可流入柴达木河(图1e)。

对筛选的5个典型流域进行河道断面测流,采集河水、地下水、湖水样品,现场测定pH等参数,室内进行水化学组分测试。采用统计分析法对河水、地下水和湖水的化学特征进行描述。利用Piper三线图[22]和Gibbs模型[23]研究从山区到尾闾地表水、地下水的水化学类型、空间变化特征及影响机制,从而分析地表水-地下水转化对水化学的影响。选择主要的水化学参数进行主成分分析[24],通过离子相关关系研究组分来源,揭示各流域地表水、地下水水化学特征的差异及原因。

2.2　样品采集及测试

2019年7—8月开展现场调查和采样,共采集河水样63个,湖水样3个,地下水样119个(表1),样点位置见图1。采用多参数水质监测仪(EXO SY1 USA)现场测试TDS、pH,其中TDS通过电导率计算得到,电导率测量范围为0~200 mS·cm^{-1},分辨率≤0.01 mS·cm^{-1}。电感耦合等离子体发射光谱仪(ICAP6300)测定主要阳离子Ca^{2+}、K^+、Mg^{2+}、Na^+,检出限分别为0.0048 mg·L^{-1}、0.0687 mg·L^{-1}、0.0027 mg·L^{-1}、0.0174 mg·L^{-1}。离子色谱仪(ICS5000+)测定F^-、NO_3^-、SO_4^{2-}和Cl^-(≤100 mg·L^{-1}),检出限分别为0.001 mg·L^{-1}、0.025 mg·L^{-1}、0.06 mg·L^{-1}、0.01 mg·L^{-1}。滴定法测定HCO_3^-和CO_3^{2-}和Cl^-(>100 mg·L^{-1}),检出限分别为0.61 mg·L^{-1}、0.43 mg·L^{-1}、0.71 mg·L^{-1}。

3　结果与分析

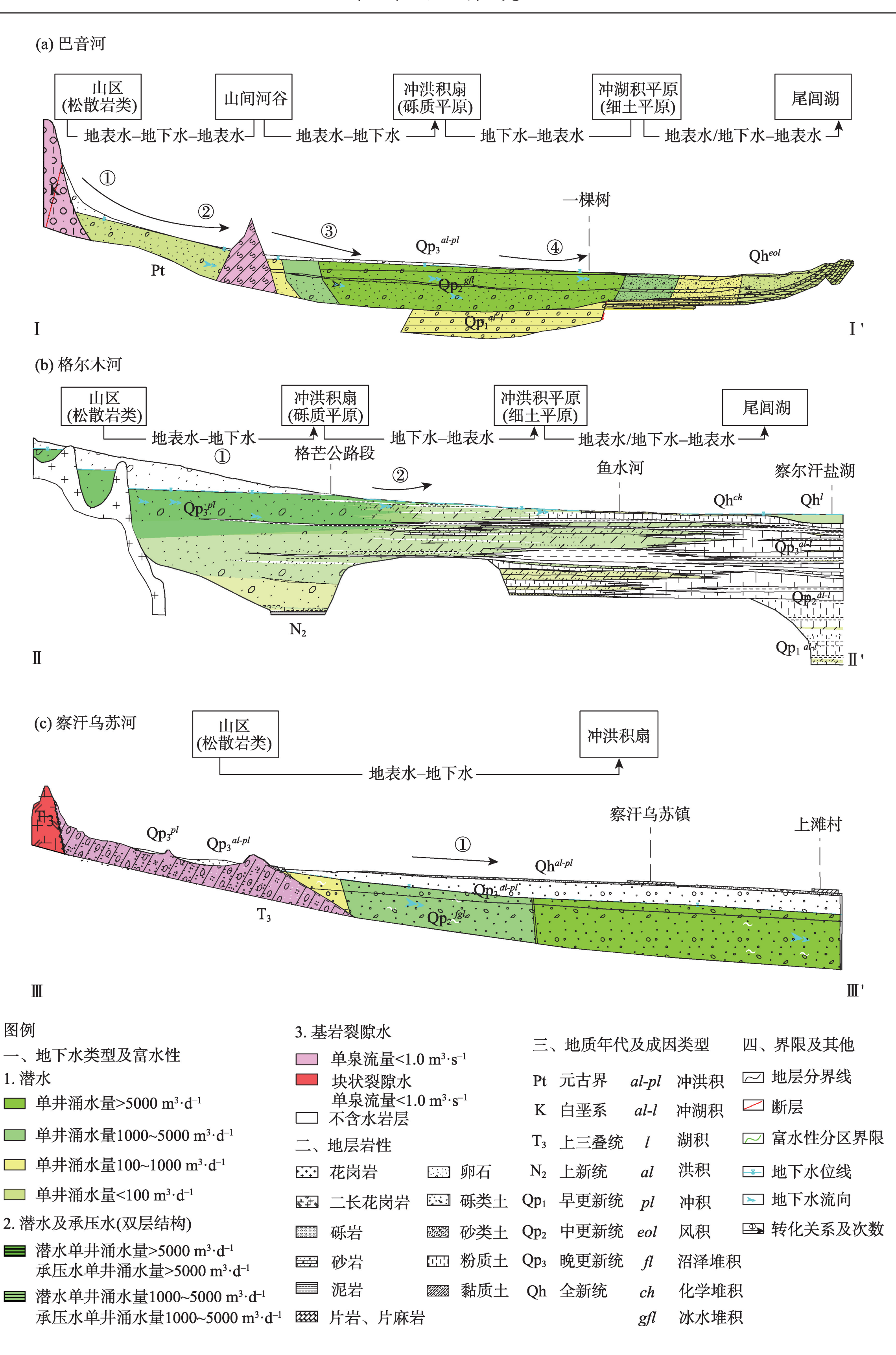
3.1　地表水-地下水转化关系

盆地内含水层呈分带性,山前为单一潜水含水层,到尾闾逐渐过渡为多层承压-自流含水层,粒径由粗到细、富水性由强到弱,径流由强渐弱,甚至停滞[17]。综合考虑地层岩性空间变化、基岩隆起等对水流的控制作用以及水力联系等因素的影响,将地表水-地下水转化关系分为3种类型(图2)。

第一类:基岩阻隔+岩性控制型。第四纪松散层与基岩非整合接触,存在山前隆起或隔水构造,地下水受基岩阻水出露地表[25],地表水-地下水在山间河谷先完成2次(甚至3、4次)转化,进入主盆地后地表水大量补给地下,而后因地形趋缓、渗透系数减小,地下水在冲洪积扇前缘出露地表,最终以河水和地下水补给尾闾湖,如鱼卡河和巴音河(图2a)。

第二类:岩性控制型。第四纪松散层与基岩直接接触,中间无隔水构造,山区基岩裂隙地下水和河水可直接进入山前平原,受上述岩性变化因素的控制,地下水会在冲洪积扇前缘出露地表,或汇入二级河流,或以地表水/地下水补给尾闾湖,如格尔木河(图2b)。

第三类:岩性控制+水文气象影响型。山间无基岩隆起等构造,下游连接细土平原,因岩性颗粒



注:图a为图1b中Ⅰ–Ⅰ'断面,据文献[18]有修改;图b为图1c中Ⅱ–Ⅱ'断面,据文献[19]有修改;图c为图1e中Ⅲ–Ⅲ'断面,据文献[26]有修改。

图2 柴达木盆地典型水文地质剖面及地表水–地下水转化关系

Fig. 2 Typical hydrogeological profiles and the interaction between surface water(SW) and groundwater(GW) in the Qaidam Basin

粗渗透性好,大部分河流在冲洪积扇上部消失殆尽。这类河流受水文气象条件影响较大,区域内降水少、蒸发大、径流量小,且多数是降水补给型,只有在洪水期才可能在下游溢出地表补给二级河流,如察汗乌苏河和香日德河(图2c)。

3.2 水化学特征

表2为地表水、地下水水化学特征参数。因尾闾湖差异性大,将湖水与河水、地下水分开统计,其中,巴音河尾闾湖相关参数由可鲁克湖、托素湖及连接两湖的水样计算得到,格尔木河尾闾湖为东达布逊湖水的样品测试结果。水化学特征分析可知,盆地内水体偏碱性,河水和地下水TDS较低,变化范围较小,离子组分以Ca、Na、Mg和HCO_3^-为主。湖水TDS高且变化范围大,Na、K、Mg富集,阴离子以Cl^-和SO_4^{2-}为主。

格尔木河水、地下水pH最高,巴音河较低。TDS由大到小排列为:察汗乌苏河、巴音河、格尔木河、香日德河和鱼卡河,察汗乌苏河TDS与其他4个流域差异较大,主要是Ca^{2+}、K^+、Na^+浓度较高所致。香日德河HCO_3^-浓度较高。格尔木河Ca^{2+}浓度较其他4个流域低,而CO_3^{2-}较高。鱼卡河除F^-和CO_3^{2-}外,其他离子浓度在5个流域中最低。格尔木河尾闾湖TDS值高出巴音河尾闾湖十几倍,差异较大,其中Cl^-、Na^+和Mg^{2+}含量极高。

4 讨 论

4.1 水化学组分空间变化

图3为地表水、地下水Piper三线图,反映了从山区到尾闾水化学类型的沿程变化,也表征了不同转化关系水化学组分空间变化特征。

第一类转化关系中,山区—冲洪积扇HCO_3^-占比先减小后增加,这与地下水在山前隆起带出露地表有关;冲洪积扇—冲湖积平原Ca^{2+}、HCO_3^-和Cl^-有增有减,表明地下水出露对离子组分产生影响(图3a、图3b)。第二类转化关系中,格尔木河山区—冲洪积扇Ca^{2+}和HCO_3^-占比明显减小,Cl^-占比增加,而冲洪积扇—冲湖积平原离子浓度变化规律性差,上游地表水大量补给地下水,下游地下水出露补给地表水;冲湖积平原—尾闾湖Cl^-占比大幅增加,SO_4^{2-}占比明显减少,尾闾东达布逊湖硫酸盐低,主要是昆仑山特殊岩性和湖区脱硫酸作用所致[11](图3c)。第三类转化关系中的2条河流规模小、流程短,河流在冲洪积扇消失殆尽,地表水-地下水作用不充分,水化学特征沿程变化不显著,但也呈现Ca^{2+}、SO_4^{2-}占比减少、Cl^-占比增加的情形(图3d、图3e)。

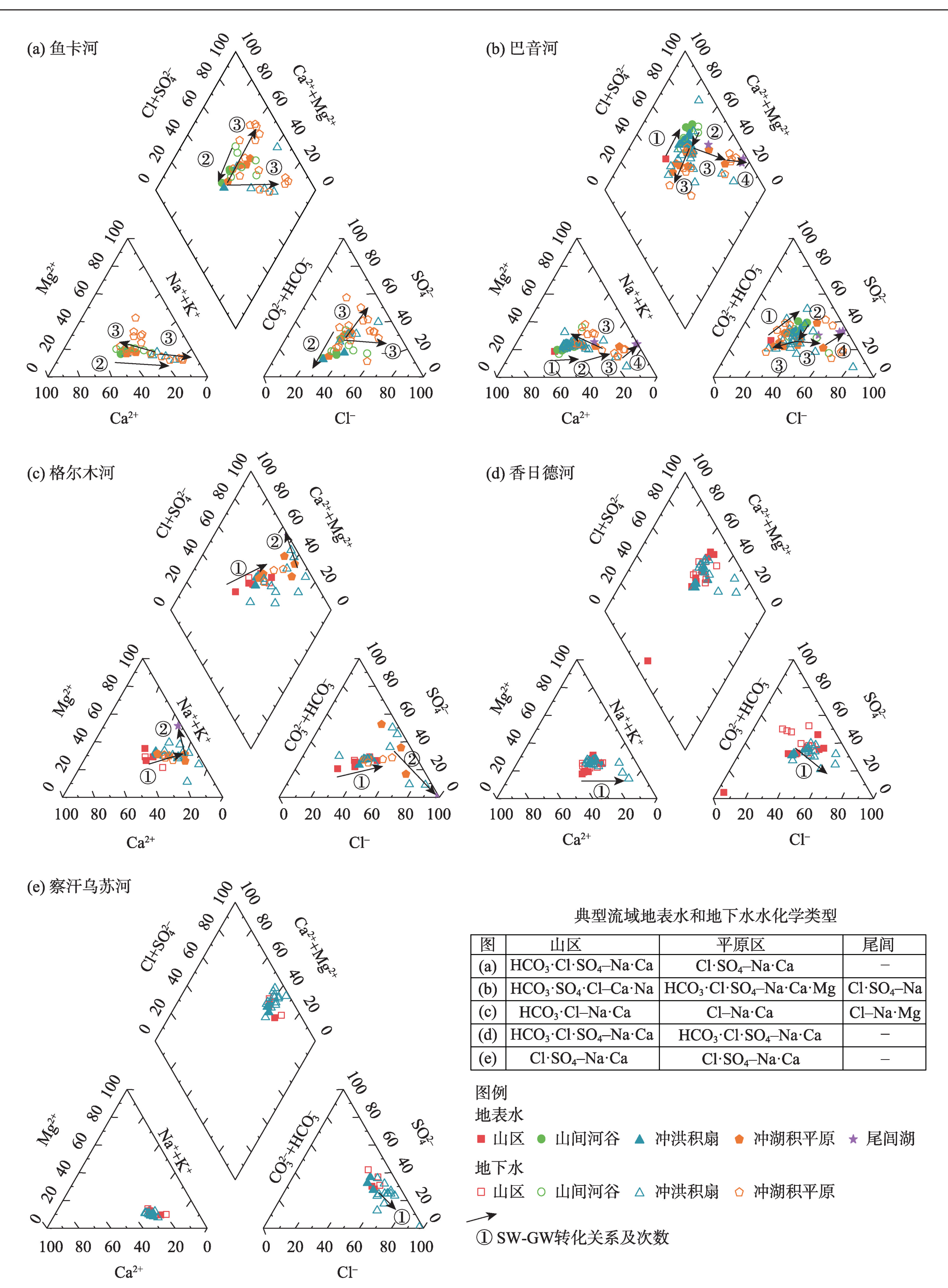
整体上,从山区到尾闾,各流域地表水、地下水

表2 柴达木盆地典型流域河水、地下水和尾闾湖水化学特征参数

Tab. 2 Chemical characteristic parameter of river, GW and lake in the typical watersheds of the Qaidam Basin

所属流域/湖泊	鱼卡河	巴音河	格尔木河	香日德河	察汗乌苏河	巴音河尾闾湖	格尔木河尾闾湖
	Mean±SD	Mean±SD	Mean±SD	Mean±SD	Mean±SD	Mean±SD	Value
pH	8.46±0.45	8.19±0.35	8.65±0.52	8.39±0.45	8.23±0.34	8.92±0.32	7.16
TDS	462.14±210.07	654.54±617.9	748.21±402.05	689.86±189.61	1122.99±201.3	8409.6±8903.31	124728.06
Ca^{2+}	47.87±19.54	66.03±30.5	43.02±24.96	62.87±23.71	111.36±21.07	35.71±21.26	3290.00
K^+	3.88±2.39	4.84±8.42	6.29±4.61	5.99±2.08	7.43±0.81	62.3±66.95	3248.00
Mg^{2+}	17.39±13.02	30.93±25.18	41.06±22.4	34.86±9.85	24.58±5.63	468.14±502.35	48900.00
Na^+	92.55±63.9	125.96±179.58	142.24±104.79	122.63±35.94	260.25±71.05	2726.5±3000.35	81780.00
Cl^-	129.81±95.57	171.92±220.05	262.31±213.45	189.64±68.95	547.7±220.82	4564.24±4029.61	1365299.80
SO_4^{2-}	137.89±119.87	172.25±188.92	235.8±282.89a	241.86±112.05	332.51±152.27	3268.14±2870.92	38013.20
CO_3^{2-}	0.77±3.18	0.14±1.09	2.82±7.27	1.34±3.87	0.00	66.67±115.48	0.00
HCO_3^-	142.05±45.94	182.99±54.88	178.91±59.17	196.43±61	180.84±55.64	427.57±274.77	707.80
F^-	1.31±3.65	0.78±2.99	0.36±0.55	0.44±0.49	0.7±0.93	0.44±0.18	6.29
NO_3^-	3.56±5.02	12.62±23.9	19.64±63.61	8.83±10.23	11.18±9.09	1.88±0.89	66.81

注:离子浓度单位为$mg\cdot L^{-1}$;Mean表示均值;SD表示标准差;Value表示实测值。



典型流域地表水和地下水水化学类型

图	山区	平原区	尾闾
(a)	HCO_3·Cl·SO_4–Na·Ca	Cl·SO_4–Na·Ca	–
(b)	HCO_3·SO_4·Cl–Ca·Na	HCO_3·Cl·SO_4–Na·Ca·Mg	Cl·SO_4–Na
(c)	HCO_3·Cl–Na·Ca	Cl–Na·Ca	Cl–Na·Mg
(d)	HCO_3·Cl·SO_4–Na·Ca	HCO_3·Cl·SO_4–Na·Ca	–
(e)	Cl·SO_4–Na·Ca	Cl·SO_4–Na·Ca	–

注：图a、图b属第一类转化关系；图c属第二类转化关系；图d、图e属第三类转化关系。

图3 柴达木盆地典型流域地表水和地下水Piper三线图

Fig. 3 Piper ternary diagrams of SW and GW in the typical watersheds of the Qaidam Basin

中 Ca^{2+}、HCO_3^- 离子浓度占比逐渐减小，Na^+ 和 Cl^- 离子浓度占比显著增加。水化学类型有分带性，阳离子从Ca型转变为Na型或Mg型，阴离子从重碳酸根型转变为氯离子型。第一类转化关系下，山间河谷地表水-地下水多次转化，HCO_3^- 呈现明显的先减小后增加的趋势，同时第一类和第二类转化关系表明地下水在冲洪积扇前缘的出露也影响了水化学组分沿程的变化规律。

4.2 水化学影响机制沿程变化

采用Gibbs模型，表征大气输入、水-岩作用及蒸发-浓缩效应等影响机制，分析不同转化类型中地表水、地下水沿程变化的趋势过程(图4)。结果表明，盆地内地表水和地下水水化学组分主要受蒸发-沉淀和水-岩作用控制，山区大气降水、冰雪融水冲刷侵蚀携带各种离子进入地下水，其影响机制以水-岩作用为主，冲洪积扇—尾闾湖河流流速低、潜水埋深浅等原因，受控于蒸发-浓缩作用。

第一类转化关系中，山区—山间河谷地表水和地下水 $Na^+/(Na^++Ca^{2+})$ 值较低，说明主要受岩石风化控制，较明显的是巴音河山间河谷地表水 $Cl^-/(Cl^-+HCO_3^-)$ 值较高，而地下水 $Na^+/(Na^++Ca^{2+})$ 值相对较低，且 $Cl^-/(Cl^-+HCO_3^-)$ 与TDS的关系表明，山间河谷水体水化学影响机制从蒸发作用转向岩石风化作用，即地下水水化学受岩性和岩石风化作用影响，补给地表水后使此区域沿程的蒸发规律发生变化；冲洪积扇—冲湖积平原，部分水体受蒸发-浓缩作用控制，部分以岩石风化作用为主，这也与地下水不断补给地表水有关(图4a、图4b)；尾闾的3个水样中，可鲁克湖样点位置接近河水、地下水，其TDS (696.738 $mg\cdot L^{-1}$)与各离子浓度与河水、地下水相当，托素湖受控于蒸发作用(图4b)，其TDS为18152.69 $mg\cdot L^{-1}$，而连湖河水TDS(6379.367 $mg\cdot L^{-1}$)介于两者之间，表明可鲁克湖接受巴音河水补给后流入托素湖，这也是表2中巴音河尾闾湖样点数据标准差大的原因(表2)。第二类转化关系中，山区地表水 $Na^+/(Na^++Ca^{2+})$ 和 $Cl^-/(Cl^-+HCO_3^-)$ 值很低，因上游和中游河床侵蚀作用大，加之温度变化和地质应力作用，使水化学主要受控于水-岩作用；冲洪积扇—冲湖积平原地势渐缓，河流流速降低，水化学影响因素呈现水-岩作用为主向蒸发-浓缩主导转变，但从 $Na^+/(Na^++Ca^{2+})$ 与TDS的关系可知，这些区域也受到岩石风化的作用(图4c)，东达布逊湖受周边卤水的影响(TDS > 10^4 $mg\cdot L^{-1}$，样点未显示在图中)。第三类转化关系中，香日德河和察汗乌苏河山区地表水受蒸发作用明显，$Na^+/(Na^++Ca^{2+})$ 和 $Cl^-/(Cl^-+HCO_3^-)$ 值较高，沿程变化规律不显著(图4d、图4e)。

4.3 水化学特征差异及原因

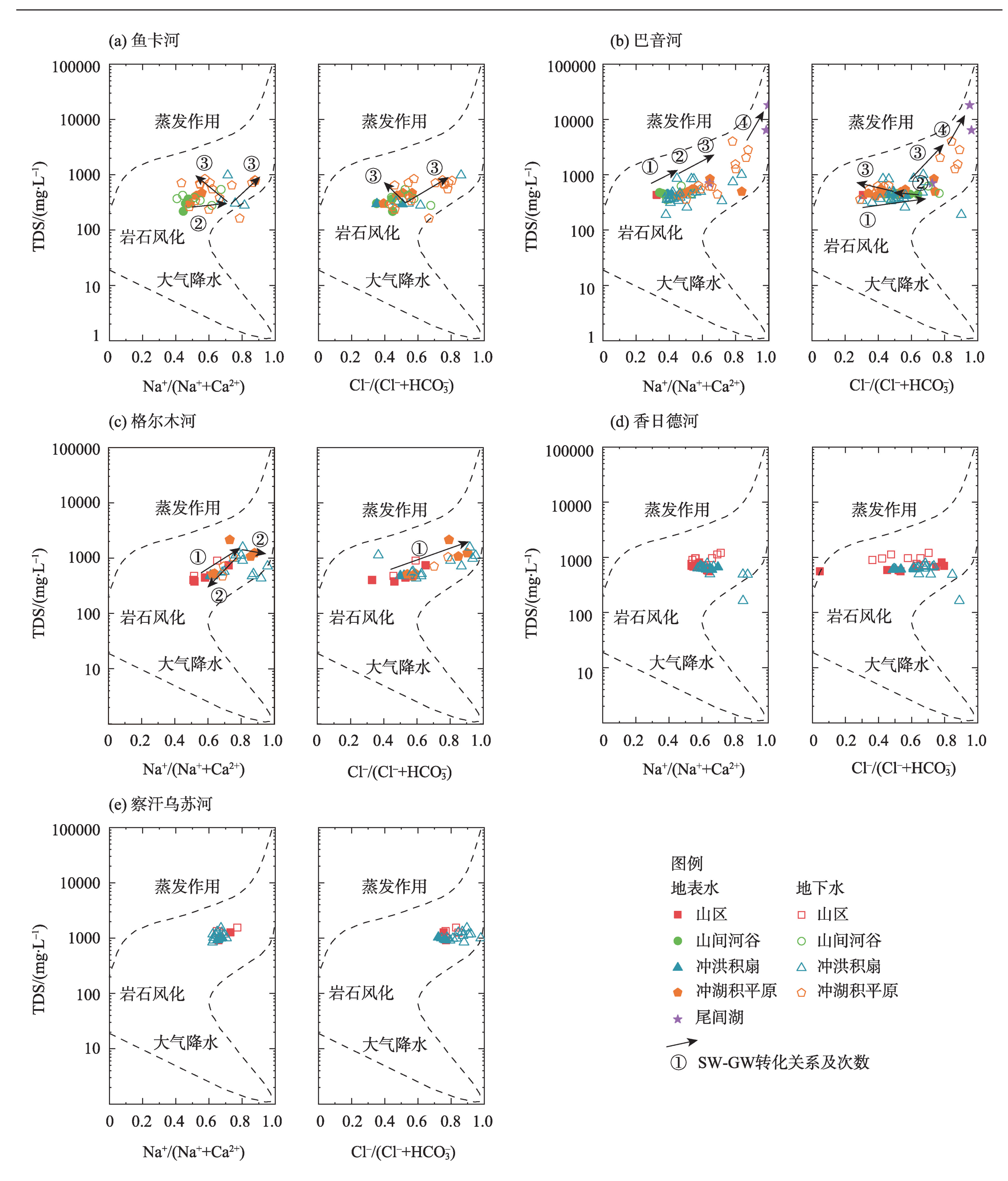
受含水层介质、地表水-地下水转化、地下水交换时间、气象水文、人类活动等综合影响，各流域水化学组分存在差异，选择pH、TDS和 K^+、Ca^{2+}、Na^+、Mg^{2+}、Cl^-、SO_4^{2-}、HCO_3^-、F^-、NO_3^- 等因子进行主成分分析，经KMO度量和Bartlett球型度检验，满足因子分析要求，以特征值大于1.0作为主因子[24](表3)。

鱼卡河3个主因子可对68.327%的样点数据进行解释，第一主因子 F_{a1} 中TDS、SO_4^{2-}、Mg^{2+}、Cl^-、NO_3^-、Na^+ 表现出较高的载荷，与 F_{a1} 呈正相关，而 F_{a2} 中pH和 K^+ 荷载较高，F_{a3} 以 F^- 为主，反映鱼卡河下游磷灰石、萤石等影响，以及马海湖的盐湖工业区对水化学组分产生重要影响。离子相关性分析(图5a、图5b)可知，山间河谷水中的 Na^+ 来自于岩盐、方解石、白云石、菱镁石、石膏等矿物的溶解，下游受工业活动影响水化学成分复杂。

巴音河提取了2个主因子可对83.314%的样点数据进行解释，F_{b1} 的贡献率为61.491%，其中 Mg^{2+}、Na^+、K^+、TDS、SO_4^{2-}、Cl^-、HCO_3^- 表现出较高的载荷。Na^++K^+ 和 Cl^- 相关性好，$Ca^{2+}+Mg^{2+}$ 和 $HCO_3^-+SO_4^{2-}$ 的相关性较好，反映含钠岩石和白云石等硅酸盐矿物溶解对水化学组分的影响(图5c、图5d)[27]。因子 F_{b2} 以 Ca^{2+}、NO_3^-、F^- 为主，其方差贡献率为21.823%，Ca^{2+} 与 SO_4^{2-} 的相关性好，反映水中含石膏及硬石膏矿物的溶解[27]。

格木河有2个主因子，F_{c1} 中除pH、NO_3^-、F^- 外，其他离子均表现较高的载荷，这与尾闾湖区强烈的蒸发作用和深层卤水的补给有关[10]，F_{c2} 中 F^- 荷载较高，表明受人类活动影响。山区有岩盐、方解石、白云石、菱镁石、石膏等矿物的溶解，冲洪积扇和冲湖积平原地表水和地下水 Na^+/Cl^- 逐渐小于1:1，说明表明 Na^+ 不足以平衡 Cl^-，其他阳离子(Ca^{2+}、Mg^{2+})含量高，且与 HCO_3^- 相关性较好，则该区域 Ca^{2+}、Mg^{2+} 来源于碳酸盐风化[28]，上游各个离子间的相关性均大于下游，水化学成分越来越复杂(图5e、图5f)。

香日德河3个主因子，察汗乌苏河提取4个。香日德河地下水来源于石膏和硬石膏类的溶解(图5g)，察汗乌苏河山区蒸发岩[29]的溶解对地下水中溶



注:图a、图b属第一类转化关系;图c属第二类转化关系;图d、图e属第三类转化关系。

图4 柴达木盆地典型流域地表水和地下水Gibbs模型

Fig. 4 Gibbs models of SW and GW in the typical watersheds of the Qaidam Basin

质离子的贡献较大,而冲洪积扇 Na^+/Cl^- 约为1:2,说明受蒸发或灌溉回水影响大(图5i)。2个流域冲洪积扇大部分地下水中 $Na^++K^+/Cl^-+SO_4^{2-}$ 约为1:2(图5h、图5j)。

各流域第一主因子都表征了地表水和地下水较为充分的水-岩相互作用,第二主因子表征了部分水-岩作用或人类活动影响。3种转化关系中,第二类水化学主导因子较少,第三类水化学主导因子较多,而主导因子中出现较高浓度的离子个数与主导因子个数呈负相关,这可能与水-岩作用下各离

表3　柴达木盆地典型流域地表水和地下水水化学因子载荷矩阵

Tab. 3 Rotated component matrix and extraction sums of hydrochemical factor loadings of SW and GW in the typical watersheds of the Qaidam Basin

因子	鱼卡河			巴音河		格尔木河		香日德河			察汗乌苏河			
	F_{a1}	F_{a2}	F_{a3}	F_{b1}	F_{b2}	F_{c1}	F_{c2}	F_{d1}	F_{d2}	F_{d3}	F_{e1}	F_{e2}	F_{e3}	F_{e4}
TDS	0.961*	0.144	0.121	0.989*	0.119	0.95*	−0.049	0.936*	−0.020	0.047	0.873*	−0.144	0.166	0.299
pH	−0.512	0.744*	0.027	0.342	−0.601	−0.535	−0.492	−0.823	0.241	−0.028	−0.435	0.430	0.306	0.340
Cl^-	0.843*	0.384	0.085	0.982*	−0.036	0.995*	−0.052	0.388	0.476	−0.722	0.525	−0.290	0.527	−0.442
SO_4^{2-}	0.896*	0.190	0.052	0.983*	−0.013	0.995*	−0.050	0.870*	0.182	−0.312	0.754*	0.489	0.010	−0.305
HCO_3^-	0.581	−0.541	0.020	0.873*	0.087	0.891*	0.069	0.669*	−0.506	0.231	0.320	0.824*	0.127	0.263
Ca^{2+}	0.631*	−0.522	0.100	−0.149	0.920*	0.996*	−0.035	0.845*	−0.226	−0.249	0.832*	−0.201	0.143	0.100
K^+	0.482	0.627*	−0.079	0.989*	0.012	0.995*	−0.052	0.588	0.428	0.463	0.592	−0.510	−0.161	0.311
Mg^{2+}	0.888*	−0.218	−0.127	0.993*	0.052	0.995*	−0.052	0.910*	−0.214	0.185	0.875*	0.209	−0.201	0.217
Na^+	0.676*	0.506	0.179	0.992*	0.080	0.995*	−0.051	0.828*	0.349	0.201	0.792*	−0.062	0.365	0.280
NO_3^-	0.750*	−0.087	−0.283	0.009	0.893*	0.156	0.056	0.798*	0.315	0.079	0.672*	0.227	−0.119	−0.663
F^-	−0.058	−0.118	0.927	0.079	0.602*	0.006	0.912*	−0.341	0.572	0.377	0.480	0.032	−0.819	0.064
特征值	5.480	2.041	1.029	6.764	2.401	8.034	1.098	6.234	1.403	1.175	5.016	1.607	1.321	1.237
贡献率/%	49.818	18.554	9.356	61.491	21.823	73.035	9.984	56.677	12.757	10.680	45.597	14.608	12.013	11.246
累计贡献率/%	49.818	68.372	77.728	61.491	83.314	73.035	83.019	56.677	69.434	80.114	45.597	60.205	72.218	83.464

注：*为主因子中具有较高载荷。

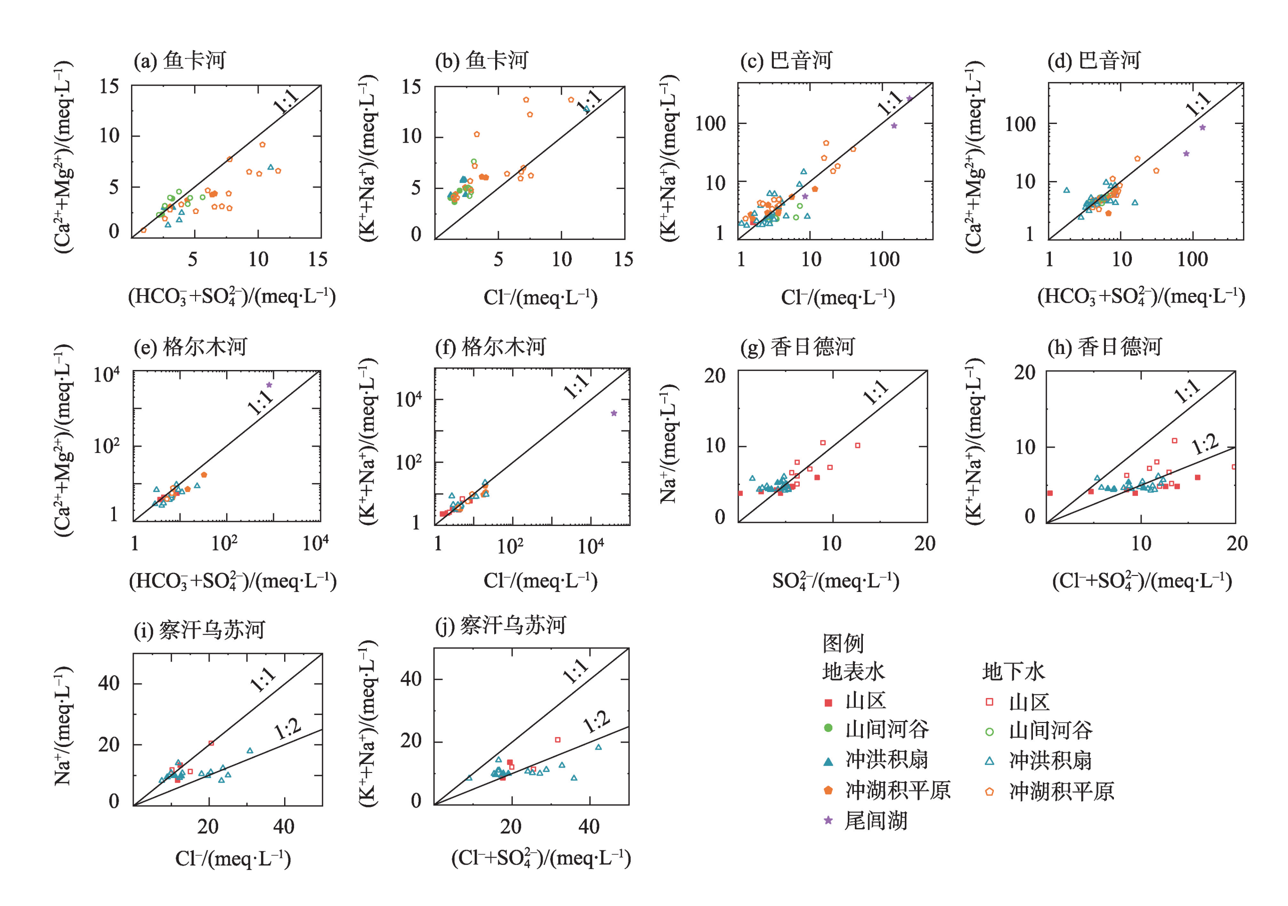


图5　柴达木盆地典型流域地表水和地下水离子关系

Fig. 5　Ion correlation of SW and GW in the typical watersheds of the Qaidam Basin

子的累积作用有关。水化学组分差异性主要是含水层岩性不同所致[17]，鱼卡河流域主要分布冲洪积亚黏土、亚砂土、细砂、中粗砂、砂砾石和砂砾卵石（$Qh^{al\text{-}pl}$）以及沼泽堆积的淤泥质粉细砂、亚砂土和黏土（Qh^{fl}）。巴音河流域主要分布冲洪积黏土、砂、砂砾石和砂砾卵石（$Qp_3^{al\text{-}pl}$）、风积中细砂、粉细砂和黄土（Qh^{eol}）（图2a）。格尔木河流域上游分布有洪积砾石、粗砂、亚砂土（Qp_3^{pl}），而下游分布较广泛的化学堆积粉砂质石盐、含砂砾岩壳、含砂石膏，局部有白色石盐层（Qh^{ch}）以及湖积淤泥、亚黏土、粉砂和砂砾石（Qh^{l}）（图2b）。香日德河流域主要分布冲积粉砂、砂砾石（Qh^{al}）以及Qh^{eol}；察汗乌苏流域分布有浅海相沉积（T_3）以及$Qp_3^{al\text{-}pl}$（图2c）。

综上所述，盆地北部鱼卡河、东部的巴音河、香日德河和察汗乌苏河流域地表水、地下水中HCO_3^-为优势阴离子，该区域地下水中碳酸盐风化作用较强，其中察汗乌苏流域Ca^{2+}、Na^+、Cl^-浓度较高，受蒸发或人类活动影响较大。南部格尔木河流域Cl^-和SO_4^{2-}浓度高，仅Na^+为优势阳离子，说明主要来源于盐岩类的溶解，其次是天然硫和硫化物的氧化。此外，鱼卡河流域F^-浓度较其他流域高，推测可能是磷灰石、萤石和人类活动等影响。

5 结 论

基于现场调查及取样测试，总结了柴达木盆地地表水-地下水转化类型，分析了典型流域地表水、地下水水化学特征，探讨了水化学组分空间分布特征、影响机制、差异性及主要原因。主要结论如下：

（1）柴达木盆地地表水-地下水转化主要受构造、岩性、地形和水力条件等因素的综合影响，可划分为基岩阻隔+岩性控制型、岩性控制型和岩性控制+水文气象影响型3类。基岩阻隔+岩性控制型受基岩阻隔控制，山间河谷地表水-地下水可能发生多次转化，河流出山后大量下渗转化为地下径流，而后在冲洪积扇前缘溢出，最终以河水和地下水补给尾闾湖（如鱼卡河、巴音河）；岩性控制型主要受地形和岩性制约，地下水在冲洪积扇前缘溢出，最终补给尾闾湖（如格尔木河）；岩性控制+水文气象影响型受水文气象条件影响，规模小的河流在山前入渗消失（如香日德河、察汗乌苏河）。

（2）从山区到尾闾，地表水、地下水水化学类型呈明显的分带性，阳离子从Ca型转变为Na型或Mg型，阴离子从重碳酸根型转变为氯离子型，TDS沿程逐渐升高。第一类转化关系中地表水-地下水在山间河谷多次转化改变了沿程水化学特征的变化规律，HCO_3^-占比先减小后增加。第二类岩性变化导致冲洪积扇前缘地下水出露地表的过程使Cl^-浓度变化更复杂，没有统一规律。第三类水化学类型及离子浓度变化不显著。

（3）沿程地表水、地下水水化学影响机制变化趋势相似，山区以水-岩作用为主，平原区以蒸发-沉淀作用占主导。受基岩阻隔（第一类）和岩性变化（第二类）的影响，山间河谷和冲洪积扇前缘影响机制局部发生逆转，从蒸发-沉淀占主导转向水-岩作用为主。第三类水化学影响机制变化不明显。

（4）盆地不同方位地表水和地下水中的离子组分差异显著。南部Na^+、Cl^-和SO_4^{2-}占主导，东部和北部Ca^{2+}和HCO_3^-占主导，且北部F^-浓度较其他流域高。水化学组分差异性主要是含水层岩性不同所致，南部受盐岩类溶解作用、蒸发作用的影响更强烈，东部和北部受碳酸盐风化作用影响，北部还受磷灰石、萤石和人类活动等影响。

参考文献（References）：

[1] Tomas B F, Caineta J, Nanteza J. Global assessment of groundwater sustainability based on storage anomalies[J]. Geophysical Research Letters, 2017, 44(22): 11445.

[2] 徐威. 那棱格勒河冲洪积平原地下水循环模式及其对人类活动的响应研究[D]. 长春: 吉林大学, 2015. [Xu Wei. Groundwater Cycle Patterns and Its Response to Human Activities in Nalenggele Alluvial-proluvial Plain[D]. Changchun: Jilin University, 2015.]

[3] Lambs L. Interactions between groundwater and surface water at river banks and the confluence of rivers[J]. Journal of Hydrology, 2004, 288(3): 312–326.

[4] Kalbus E, Reinstorf F, Schirmer M. Measuring methods for groundwater, surface water and their interactions: A review[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2006, 10(6): 873–887.

[5] Steelman C M, Kennedy C S, Donovan C, et al. Electrical resistivity dynamics beneath a fractured sedimentary bedrock riverbed in response to temperature and groundwater- surface water exchange [J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2017, 21(6): 3105–3123.

[6] Kumar M, Ramanathan A, Keshari A K. Understanding the extent of interactions between groundwater and surface water through major ion chemistry and multivariate statistical techniques[J]. Hydrological Processes, 2009, 23(2): 297–310.

[7] 李健, 王建军, 黄勇, 等. 青海德令哈市巴音河流域水资源开发利用[J]. 干旱区研究, 2009, 26(4): 483–489. [Li Jian, Wang Jian-

jun, Huang Yong, et al. Analysis on the exploitation and utilization of water resources in the Bayin River watershed, Delingha city, Qinghai Province[J]. Arid Zone Research, 2009, 26(4): 483−489.]

[8] Liu W G, Xiao Y L, Wang H P, et al. Chlorine isotopic geochemistry of salt lakes in the Qaidam Basin, China[J]. Chemical Geology, 1997, 136: 271−279.

[9] Lowenstein T K, Risacher F. Closed basin brine evolution and the influence of Ca- Cl inflow waters: Death Valley and Bristol dry lake California, Qaidam Basin, China, and Salar de Atacama, Chile [J]. Aquatic Geochemistry, 2009, 15(1): 71−94.

[10] 李文鹏, 何庆成. 察尔汗盐湖物质来源的讨论[J]. 河北地质学院学报, 1993, 16(3): 254−263. [Li Wenpeng, He Qingcheng. Discussion on the origins of the material in Qarhan Salt Lake[J]. Journal of Hebei College of Geology, 1993, 16(3): 254−263.]

[11] 李文鹏, 周宏春, 周仰效, 等. 中国西北典型干旱区地下水流系统[M]. 北京: 地震出版社, 1995: 1−24. [Li Wenpeng, Zhou Hongchun, Zhou Yangxiao, et al. Groundwater Flow System in Typical Arid Area of Northwest China[M]. Beijing: Seismological Press, 1995: 1−24.]

[12] Tan H B, Rao W B, Chen J S, et al. Chemical and isotopic approach to groundwater cycle in western Qaidam Basin, China[J]. Chinese Geographical Science, 2009, 19(4): 357−364.

[13] Zhao D, Wang G C, Liao F, et al. Groundwater-surface water interactions derived by hydrochemical and isotopic (^{222}Rn, deuterium, oxygen−18) tracers in the Nomhon area, Qaidam Basin, NW China [J]. Journal of Hydrology, 2018, 565: 650−661.

[14] 文广超, 王文科, 段磊, 等. 基于水化学和稳定同位素定量评价巴音河流域地表水与地下水转化关系[J]. 干旱区地理, 2018, 41(4): 734−743. [Wen Guangchao, Wang Wenke, Duan Lei, et al. Quantitatively evaluating exchanging relationship between river water and groundwater in Bayin River Basin of Northwest China using hydrochemistry and stable isotope[J]. Arid Land Geography, 2018, 41(4): 734−743.]

[15] Xiao Y, Shao J L, Cui Y L, et al. Groundwater circulation and hydrogeochemical evolution in Nomhon of Qaidam Basin, Northwest China[J]. Journal of Earth System Science, 2017, 126(26): 1−26.

[16] 肖勇. 柴达木盆地南缘地下水循环演化模式及其变化趋势研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2018. [Xiao Yong. Groundwater Circulation Patterns and Iits Change Trending Southern Qaidam Basin, Northwest China[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2018.]

[17] 王永贵, 郭宏业, 李健, 等. 柴达木盆地地下水资源及其环境问题调查评价[M]. 北京: 地质出版社, 2008: 49−211. [Wang Yonggui, Guo Hongye, Li Jian, et al. Investgation and Assessment of Groundwater Resources and Their Environmental Issues in the Qaidam Basin[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2008: 49−211.]

[18] 赵振, 刘振英, 许伟林, 等. 青海省德令哈市巴音河冲洪积扇供水水文地质详查报告[R]. 西宁: 青海省环境地质勘查局, 2017. [Zhao Zhen, Liu Zhenying, Xu Weilin, et al. Hydrogeological Survey of alluvial Fan Water Supply in Bayin River, Delingha City, Qinghai Province[R]. Xining: Qinghai Environmental Geology Exploration Bureau, 2017.]

[19] 党学亚, 张戈, 顾小凡, 等. 柴达木盆地格尔木河—巴音河流域1:5万水文地质调查报告[R]. 西安: 中国地质调查局西安地质调查中心, 2016. [Dang Xueya, Zhang Ge, Gu Xiaofan, et al. A 1:50000 Hydrogeological Survey in Golmud- Bayin River Basin, Qaidam Basin[R]. Xi' an: Xi' an Geological Survey Center, China Geological Survey, 2016.]

[20] 张雨航. 柴达木盆地蒸散量的估算及其影响因素分析[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2012. [Zhang Yuhang. Evapotranspiration Estimation of Qaidam Basin and Its Impact Factors[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2012.]

[21] 范梦歌, 刘九夫. 基于聚类分析的水文相似流域研究[J]. 水利水运工程学报, 2015(4): 106−111. [Fan Mengge, Liu Jiufu. Analysis of hydrologically similar basins based on clustering analysis[J]. Hydro-Science and Engineering, 2015(4): 106−111.]

[22] 王瑞久. 三线图解及其水文地质解释[J]. 工程勘察, 1983(6): 6−11. [Wang Ruijiu. Piper ternary and its hydrogeological interpretation[J]. Engineering Investigation, 1983(6): 6−11.]

[23] Gibbs R J. Mechanisms controlling world water chemistry[J]. Science, 1970, 170(3962): 1088−1090.

[24] 张春潮, 侯新伟, 李向全, 等. 三姑泉域岩溶地下水水化学特征及形成变化机制[J]. 水文地质工程地质, 2021, 48(3): 62−71. [Zhang Chunchao, Hou Xinwei, Li Xiangquan, et al. Hydrogeochemical characteristics and evolution mechanism of karst groundwater in the catchment area of the Sangu Spring[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2021, 48(3): 62−71.]

[25] 魏忠义, 汤奇成. 西北干旱区地表水与地下水相互转化及总水资源的计算[J]. 干旱区资源与环境, 1997, 11(4): 2−8. [Wei Zhongyi, Tang Qicheng. Interaction between surface water and groundwater resources and calculation of total amount of water resources in the arid zone of Northwest China[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 1997, 11(4): 2−8.]

[26] 杨绍康, 秦光雄, 贾君, 等. 柴达木盆地都兰县幅、夏日哈幅1:5万水文地质调查报告[R]. 西宁: 青海省环境地质勘查局, 2016. [Yang Shaokang, Qin Guangxiong, Jia Jun, et al. A 1: 50000 Hydrogeological Survey Report of Dulan County and Xiariha Mappable Unit in Qaidam Basin[R]. Xining: Qinghai Environmental Geology Exploration Bureau, 2016.]

[27] 张文琦, 董少刚, 马铭言, 等. 岱海盆地地下水化学特征及成因[J]. 干旱区研究, 2021, 38(6): 1546−1555. [Zhang Wenqi, Dong Shaogang, Ma Mingyan, et al. Chemical characteristics and origin of groundwater in the Daihai basin[J]. Arid Zone Research, 2021, 38(6): 1546−1555.]

[28] 王宇航. 格尔木河流域地下水化学演化规律和水循环模式[D]. 西安: 长安大学, 2014. [Wang Yuhang. Geochemistry Evolution and Water Cycle Patterns of Groundwater in Golmud River Basin

[D]. Xi'an: Chang'an University, 2014.]

[29] 白凡, 周金龙, 曾妍妍. 吐鲁番盆地平原区地下水水化学特征及水质评价[J]. 干旱区研究, 2022, 39(2): 419–428. [Bai Fan, Zhou Jinlong, Zeng Yanyan. Hydrochemical characterist ics and quality of groundwater in the plains of the Turpan Basin[J]. Arid Zone Research, 2022, 39(2): 419–428.]

Interaction between surface water and groundwater and hydrochemical characteristics in the typical watersheds of the Qaidam Basin

YANG Haijiao[1], WEI Jiahua[1,2], REN Qianhui[1]

(1. State Key Laboratory of Plateau Ecology and Agriculture, Key Laboratory of Water Ecology Remediation and Protection at Headwater Regions of Big Rivers, Ministry of Water Resources, School of Water Resources and Electric Power, Laboratory of Ecological Protection and High Quality Development in the Upper Yellow River, Qinghai Province, Qinghai University, Xining 810016, Qinghai, China; 2. State Key Laboratory of Hydroscience and Engineering, Tsinghua University, Beijing 100084, China)

Abstract: The Qaidam Basin is a typical arid inland area in China. Recognizing the interaction between surface water (SW) and groundwater (GW), characteristics of water chemistry, and change law along the river in the basin is significant for developing and utilizing regional water resources and ecological protection laws. Hydrochemical and statistical analysis methods were used to study the SW-GW interactions, with the hydrochemical characteristics and differences being analyzed based on field investigation and analysis. According to the controlling effect of geological structure, strata, and landform on the hydraulic connection, the SW-GW interactions are divided into the following types: bedrock barrier + lithology control, lithology control + hydrometeorological influence, and lithology control. The hydrochemical types change from Ca to Na or Mg and from bicarbonate to chloride ion from the mountainous area to the tail area. The changing trends of the hydrochemical influence mechanism along the flow paths gradually change from water-rock interaction to evaporation-precipitation. The transformation of the SW-GW interaction in the inter-mountain valley and front of the alluvial-proluvial fan causes a local reversal of the changing law of hydrochemical characteristics along the river that are influenced by a bedrock barrier and lithology control. This is due to the lithology differences of aquifer, Na^+, Cl^-, and SO_4^{2-} that are dominant in SW and GW in the south. Ca^{2+} and HCO_3^- are dominant in the north and east, and the F^- concentration in the north is higher compared to other watersheds.

Keywords: Qaidam Basin; interaction between surface water and groundwater; hydrochemical characteristics